第40卷 第3期
2023年3月
干 旱 区 研 究
ARID ZONE RESEARCH
Vol. 40 No. 3
Mar. 2023

青海湖沙柳河流域蒸散发时空变化特征

康利刚[1,2]， 曹生奎[1,2,3]， 曹广超[1,2,3]， 杨羽帆[4]， 严 莉[1,2]， 王有财[1,2]

（1. 青海师范大学地理科学学院，青海省自然地理与环境过程重点实验室，青海 西宁 810008；2. 青海师范大学，青藏高原地表过程与生态保育教育部重点实验室，青海 西宁 810008；3. 青海省人民政府-北京师范大学，高原科学与可持续发展研究院，青海 西宁 810008；4. 陕西师范大学地理科学与旅游学院，陕西 西安 710119）

摘　要： 蒸散发（Evapotranspiration，ET）是植被和地面整体向大气输送的水汽总通量，其作为能量平衡及水循环的重要组成部分，不仅影响植物的生长发育，还可通过影响大气环流从而调节气候。本研究基于MODIS影像数据，结合数字高程模型（DEM）数据和气象数据，采用ArcGIS空间分析和数理统计方法对2000—2019年青海湖沙柳河流域近20 a的蒸散发时空特征进行了研究，并探究了流域蒸散发和气象因子的相关关系及其地形和海拔效应。结果表明：（1）青海湖沙柳河流域年均蒸散量在379.7~575.4 mm，平均蒸散量为501.9 mm，年均蒸散量呈显著的增加趋势（$P<0.01$），线性斜率为5.98 mm·a^{-1}。（2）青海湖沙柳河流域多年平均蒸散量空间差异显著，其值表现为“中间高，两端低”的分布格局，即河源地区和下游河口三角洲地区低于中游地区。从不同植被类型带的多年平均蒸散量来看，高山草甸带>高山寒漠带>高山草原带。蒸散量较显著增加的区域主要分布在流域下游河口三角洲地区，占流域面积的9.7%，较轻微增加的区域占据流域主体，占流域81.2%。（3）年均蒸散量与年均气温、年均降水量呈显著正相关关系，与年均相对湿度呈不显著负相关，气候变暖是蒸散量增加的根本动力。（4）多年平均蒸散量随坡度的增大呈现“增减增”趋势，但坡度间总体差异不明显。多年平均蒸散量在不同坡向除了平面蒸散量最小外，其余坡向的差异较小。多年平均蒸散量随海拔升高，呈先急剧增加后趋于平缓的趋势。以上结果说明，近20 a来青海湖沙柳河流域气候的暖湿化导致了流域蒸散量增加，其增幅主要集中在海拔较低的高山草原带，海拔较高的高山草甸带和高山寒漠带增幅较小。

关键词： MODIS；蒸散发；时空变化；气象；地形；青海湖；沙柳河流域

蒸散发是生态系统水分消耗的主要途径[1]，是水文循环中的关键环节[2]，蒸散发的变化会加速水循环过程[3-4]。因此，充分了解蒸散发时空格局的演变过程，准确估算地表蒸散发，对于地区水资源高效利用具有重要意义。如今MODIS、JRA55、GLEAM、GLDAS等国内外遥感数据集产品为较大空间尺度蒸散发研究提供了便利[5-6]。其中，MOD16蒸散产品因其时空分辨率较高、易获取而受到学者的关注[7-9]。例如，褚荣浩等[10]利用MOD16蒸散发、潜在蒸散发以及气象站点数据探讨了安徽省蒸散发、潜在蒸散发和水分亏缺指数时空变化特征和影响因素。温媛媛等[11]使用MOD16蒸散数据和气象站点数据探讨了山西省蒸散发和潜在蒸散发的空间分布特征、变化趋势及影响因素。

青藏高原被称为“亚洲水塔”，是未来全球气候变化影响不确定性最大的地区之一[12-13]。在全球气候变暖背景下，青藏高原的气候要素例如降水量、蒸散量正在发生一定变化[14]。青海湖流域作为青藏高原的重要组成部分，对全球气候变化的响应较为迅速。青海湖流域位于青藏高原东北部，属高寒半干旱区，具有独特的水文、气候等环境条件，青海湖对于调节我国西北地区的气候起着非常重要的作用[15]。因此，研究青海湖流域的蒸散发过程以及预测其未来趋势，对我们深入了解气候变化对高原内陆区域水平衡与水循环的影响及反馈机制具有重大意义[16-19]。在青海湖流域蒸散发相关研究方

收稿日期： 2022-04-22； **修订日期：** 2022-06-28
基金项目： 国家自然科学基金项目（42061008）
作者简介： 康利刚（1998-），男，硕士研究生，主要从事生态水文与水资源方面的研究. E-mail: 2369564480@qq.com
通讯作者： 曹生奎. E-mail: caoshengkui@163.com

面,汉光昭等[20]利用涡度相关数据,结合Shuttleworth-Wallace模型,对青海湖湿地的蒸散发组分进行了拆分和模拟。但有关青海湖沙柳河流域较长年尺度的蒸散发时空变化研究还较为缺乏。基于此,本研究选择具有区域代表性的青海湖北岸沙柳河流域为研究区域,利用MOD16产品遥感数据集以及数字高程模型、气象数据,通过遥感技术分析,以期揭示该流域2000—2019年地表蒸散发时空变化特征。研究结果可为明确当地水循环过程提供数据支撑,并对当地生态建设中水资源的高效利用提供科学依据。

1 数据来源与方法

1.1 研究区概况

青海湖沙柳河流域位于我国最大的内陆湖——青海湖的北部,流域地理位置位于37°10′55.92″~37°51′2.16″N,99°37′10.20″~100°17′9.96″E。沙柳河又名伊克乌兰河,是青海湖流域第二大河流,全长106 km[21]。沙柳河流域面积为1679.2 km^2,年径流量占青海湖入湖流量的1/5[22]。该流域属于半干旱温带大陆性气候,年平均气温为0.1 ℃。1959—2000年平均年降水量为357 mm、蒸散量为925 mm[23],蒸散发季节差异较大,一年中蒸散发最高值出现在夏季[24]。

青海湖沙柳河流域内土壤植被类型较多,随着海拔升高,表现出比较显著的分级现象。根据流域内地层、土壤和植被分布,将沙柳河流域按海拔从低到高划分为3个地带:高山草原带、高山草甸带和高山荒漠带。高山草原带海拔高度为3200~3500 m,植被以芨芨草为主,土壤以栗钙土为主,地表透水性差;高山草甸带海拔高度为3500~3800 m,植被主要为嵩草,土壤以草甸土为主,地表透水性较好;高山寒漠带海拔高度处于3800 m以上,植被覆盖度较低,土壤主要为寒漠土,地表透水性好(图1)[25]。

1.2 数据来源

本研究蒸散数据来自MODIS数据集中的MOD16,MOD16遥感数据来自于美国国家航空航天局NASA网站(http://modis.gsfc.nasa.gov/),研究区所覆盖的卫星轨道号为h25v05,该产品提供连续的全球监测蒸散发数据。MOD16数据产品包含蒸散发(ET)、潜在蒸散发(PET)、潜热通量(LE)和潜在潜热通量(PLE),该数据已经经过辐射校正、大气校正和几何校正等步骤。时间和空间分辨率分别为8 d和500 m。数字高程模型数据(DEM)来源于中国科学院计算机网络信息中心地理空间数据云平台(http://www.gscloud.cn),空间分辨率为90 m。年均降水量、年均气温、年均相对湿度数据均来源于国家科技基础条件平台国家地球系统科学数据中心(http://www.geodata.cn),空间分辨率均为1000 m。

1.3 研究方法

1.3.1 数据处理 利用ArcGIS 10.8软件对MODIS数据进行处理。其中包括投影转换、矢量掩膜裁剪获得流域蒸散影像数据,根据数据使用说明剔除异常值后得到2000—2019年青海湖沙柳河流域年蒸散量数据。对研究区矢量边界进行裁剪得到青海湖沙柳河流域的DEM数据。对年均气温、年均降水量、年均相对湿度数据进行裁剪,并进行数据统计得到逐年年均气温、年均降水量、年均相对湿度,再通过其栅格计算得到近20 a青海湖沙柳河流域年均气温、年均降水量和年均相对湿度数据。

为了探讨蒸散发的地形效应,本研究对青海湖沙柳河流域DEM提取其坡度、坡向以及海拔梯度。参照《全国生态状况调查评估技术规范—草地生态系统野外观测(HJ1168-2021)》标准[26],将坡度分为平坡、缓坡、斜坡、陡坡、急坡和险坡共6个等级,相对应坡度分别为0°~5°、5°~15°、15°~25°、25°~35°、35°~45°和>45°。将坡向分成北、东北、东、东南、南、西南、西、西北和平面共9个方向,其中北方向包含两种角度,分别为0°~22.5°以及337.5°~360°。将海拔高度按50 m高差,从低到高分为30个梯度。

1.3.2 蒸散量年际变化率计算 本研究基于一元线性回归方法来模拟2000—2019年青海湖沙柳河流域蒸散量的时空变化趋势。计算公式如下[27]:

$$slope = \frac{n \times \sum_{i=1}^{n} i \times ET_i - \sum_{i=1}^{n} i \sum_{i=1}^{n} ET_i}{n \times \sum_{i=1}^{n} i^2 - \left(\sum_{i=1}^{n} i \right)^2} \quad (1)$$

式中:$slope$表示蒸散量的趋势斜率(mm·a^{-1});n表示研究时段的年数,即2000—2019年共计20 a;i表示1~20 a的序号;ET_i表示第i年的蒸散量(mm)。当$slope$值为正值时,表示蒸散量呈上升趋势,当$slope$值为负值时,表示蒸散量呈下降趋势,当$slope$值等于0时,代表蒸散量几乎没有明显变化。

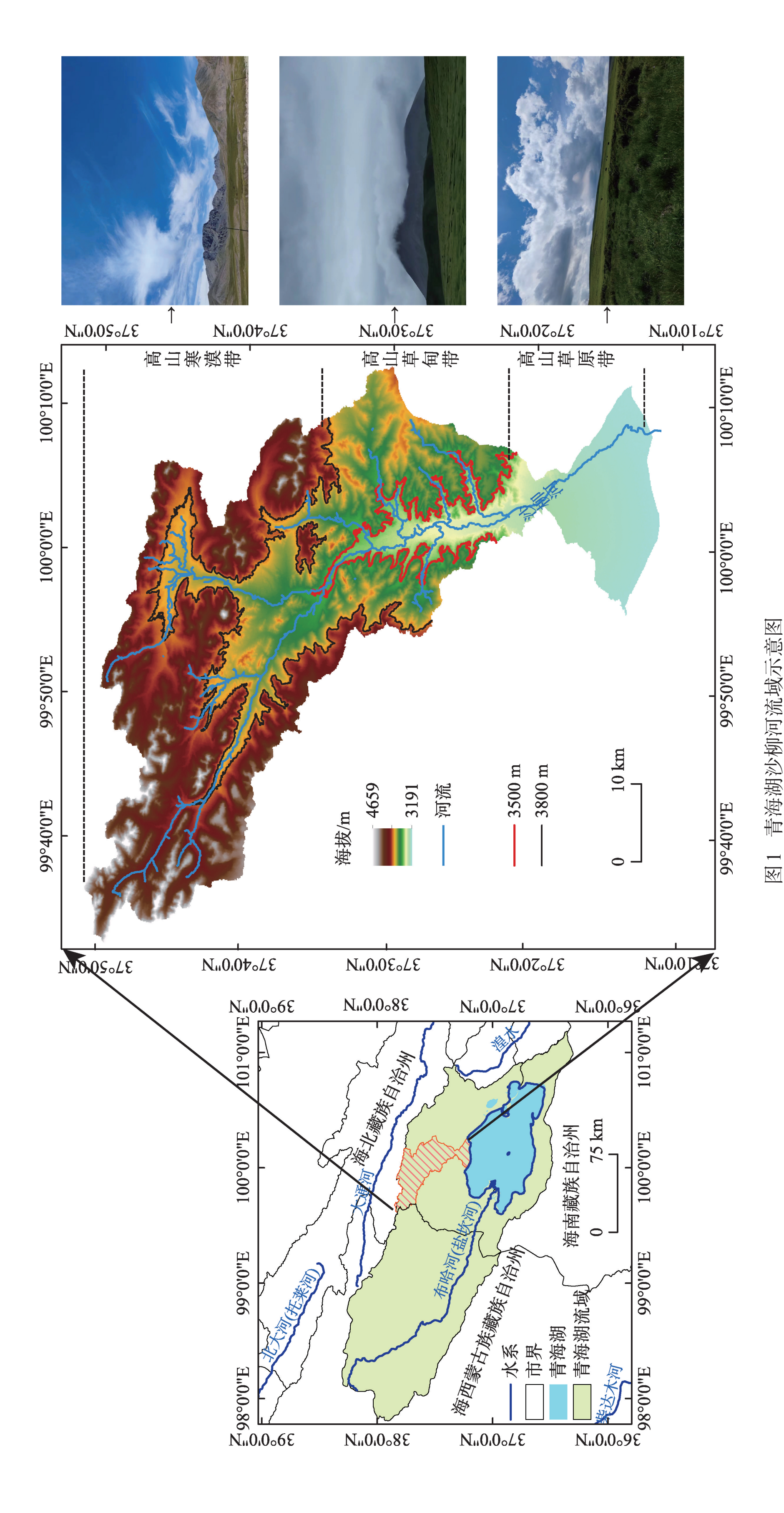


图1 青海湖沙柳河流域示意图

Fig. 1 Schematic diagram of the Shaliu River Basin in Qinghai Lake

1.3.3 水分盈亏量计算 计算水分盈亏量时，用降水量与蒸散量的差值来表示，计算公式如下[28]：

$$K = P - ET \tag{2}$$

式中：K表示年均水分盈亏量(mm)；P表示年均降水量(mm)；ET表示年均蒸散量(mm)。当$K>0$时，表示水分有盈余，当$K<0$时，表示水分有流失，当$K=0$时，代表水分收支平衡。

1.3.4 年均蒸散量与年均气温、年均降水量和年均相对湿度的相关性分析 为了分析年均蒸散量与年均气温、年均降水量和年均相对湿度的关系，采用基于年际尺度的栅格像元对年均蒸散量与年均气温、年均降水量、年均相对湿度进行相关性分析，计算公式为[29]：

$$R_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^{n}(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n}(x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^{n}(y_i - \bar{y})^2}} \tag{3}$$

式中：R_{xy}表示年均蒸散量与年均气温、年均降水量、年均相对湿度的相关系数；x_i表示第i年的年均蒸散量(mm)；y_i分别表示第i年的年均气温(℃)、年均降水量(mm)、年均相对湿度(%)；$\bar{x}$和$\bar{y}$分别为要素x和y的多年平均。R_{xy}的取值范围是[−1,+1]，其绝对值越接近1代表两者的相关性越强，越接近0代表两者相关性越弱。$R_{xy}>0$，表示两者关系为正相关，$R_{xy}<0$，表示两者的关系为负相关。

本研究采用T检验对其相关系数进行显著性检验，计算公式为[30]：

$$T = \frac{R_{xy}}{\sqrt{1 - R^2_{xy}}}\sqrt{n - m - 1} \tag{4}$$

式中：R_{xy}为蒸散量与气温、降水、相对湿度的相关系数，n为样本数，m为自变量个数。

2 结果与分析

2.1 年均气温、年均降水量和年均相对湿度时空变化特征

从2000—2019年青海湖沙柳河流域年均气温、年均降水量、年均相对湿度变化可知(图2)，年均气温整体变化呈现逐年波动上升趋势，线性斜率为0.025 ℃·a^{-1}，分布范围在−5.4~−4.2 ℃，平均气温为−4.7 ℃。2012年气温最低，2017年气温达到最高，总体气温较低且年际波动比较大。年均降水量呈不显著的增加趋势，线性斜率为3.88 mm·a^{-1}，分布范围在371.6~581.3 mm，平均降水量为471.6 mm。其中最低值出现在2001年，最高值出现在2007年，降水年际变化较大。年均相对湿度总体上随着年份变化表现出不显著的减小趋势，线性斜率为−0.02%，年际波动不明显。相对湿度年际波动范围在44.8%~54.1%，平均相对湿度为50.3%。最低值出现在2013年，最高在2003年。青海湖沙柳河流域在2000—2019年气候逐渐暖湿化，水热条件的变化无疑会对流域蒸散发产生作用。

从青海湖沙柳河流域多年平均气温、多年平均降水量、多年平均相对湿度的空间分布可知(图3)，气温在上游地区最为寒冷，最低达到−9.1 ℃，在下游三角洲地区气温最高，在刚察县县城附近最高达到0.7 ℃，中游地区气温介于两者之间。多年平均降水量在空间上呈现从流域下游三角洲到上游地带，降水量逐渐增大，降水量在404.4~524.4 mm变化。多年平均相对湿度分布范围为47.2%~63.3%，空间分

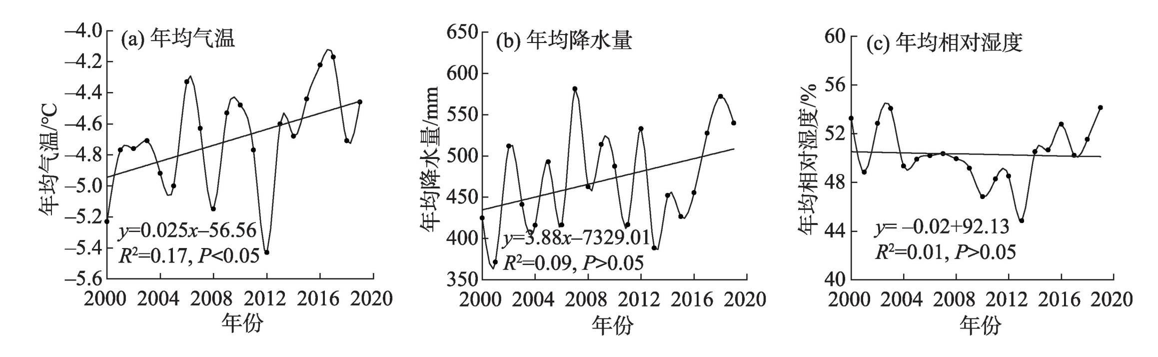


图2 青海湖沙柳河流域年均气温(a)、年均降水量(b)、年均相对湿度(c)年际变化

Fig. 2 Interannual variation of average annual temperature (a), average annual precipitation (b) and average annual relative humidity (c) in the Shaliu River Basin of Qinghai Lake

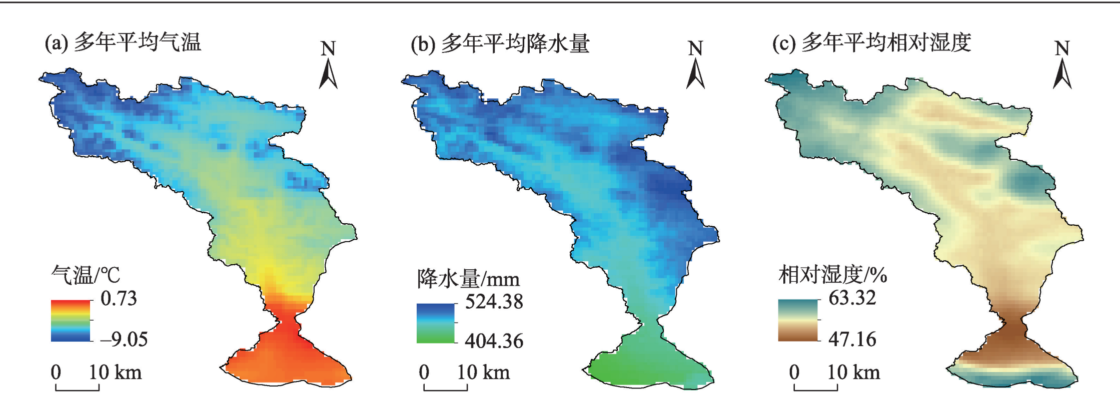


图3 青海湖沙柳河流域多年平均气温(a)、多年平均降水量(b)和多年平均相对湿度(c)的空间分布

Fig. 3 Spatial distribution of multi-year average temperature (a), multi-year average precipitation (b) and multi-year average relative humidity (c) in the Shaliu River Basin of Qinghai Lake

布差异比较显著,刚察县城区附近形成低值区,流域上游和沙柳河入湖口区域形成高值区,中游地区相对湿度在50%波动。

从沙柳河流域年均气温、年均降水量、年均相对湿度的空间变化趋势来看(图4),年均气温年际变化率的范围在-0.001~0.06 ℃·a^{-1},平均为0.025 ℃·a^{-1},气温呈上升趋势的区域占据流域绝大部分。其中,上升较明显的为沙柳河上游地区,上升幅度在0.027 ℃·a^{-1};中游地区和下游三角洲地区上升幅度较小,均在0.023~0.024 ℃·a^{-1}。年均降水量的年际变化率范围在3.17~4.56 mm·a^{-1},平均为3.88 mm·a^{-1},沙柳河流域全域的降水量都呈增加趋势,其中,增幅较大的地区位于沙柳河流域中游地区和下游三角洲地区,增幅在3.94 mm·a^{-1},增幅较小的地区分布在上游地区,约为3.84 mm·a^{-1}。年均相对湿度的年际变化率范围在-1.2%~0.57%,呈减小趋势的地区占流域主体,面积占比为75.1%。

2.2 年均蒸散量年际变化特征

由2000—2019年青海湖沙柳河流域年均蒸散量年际变化可知,(图5a),年均蒸散量总体呈现出显著的逐年增加趋势,年均蒸散量变化范围在379.7~575.4 mm,多年平均蒸散量为501.9 mm,由线性拟合可知,其线性斜率为5.98 mm·a^{-1}。共有13 a的年均蒸散量高于多年平均蒸散量,其中2017年年均蒸散量达到最高,超出多年平均蒸散量73.4 mm,2000年的年均蒸散量最低,比多年平均蒸散量低122.2 mm。

2.3 年均蒸散量空间分布特征

青海湖沙柳河流域2000—2019年平均蒸散量空间分布特征较为明显,呈现出中游地区最高、上游地区次之、下游三角洲地区最低的阶梯分布格局(图6a)。蒸散量的空间差异性分布在一定程度上

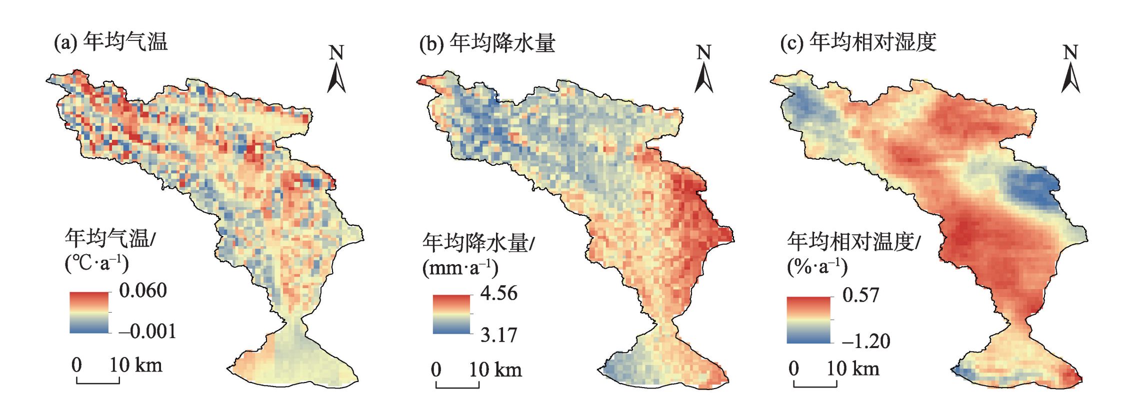


图4 青海湖沙柳河流域年均气温(a)、年均降水量(b)和年均相对湿度(c)的空间变化趋势

Fig. 4 Spatial trends of annual mean temperature (a), annual mean precipitation (b) and annual mean relative humidity (c) in the Shaliu River Basin of Qinghai Lake

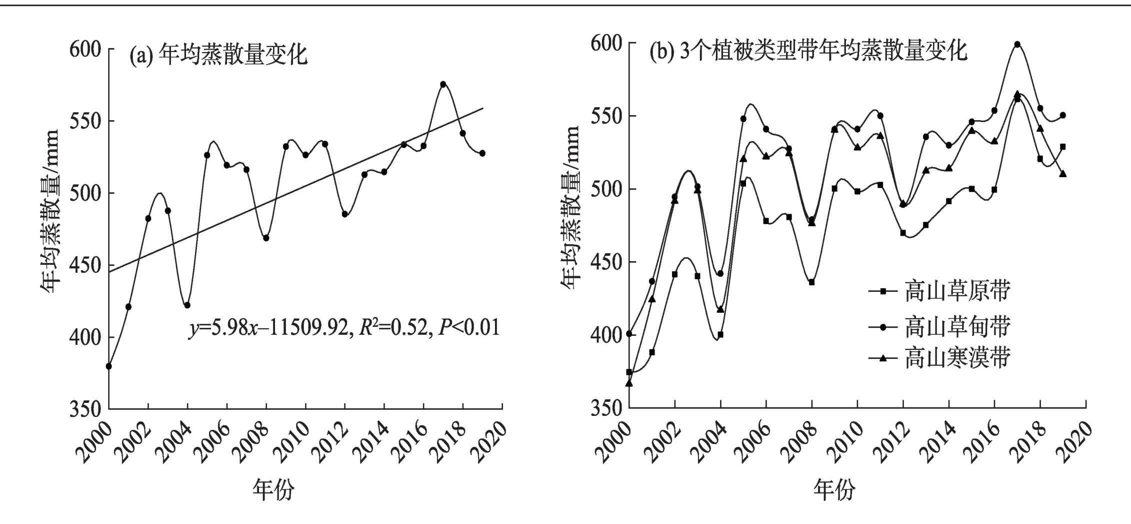


图5　青海湖沙柳河流域年均蒸散量(a)及其3个植被类型带(b)年际变化

Fig. 5　Interannual variation of mean annual evapotranspiration in the Shaliu River Basin of Qinghai Lake (a) and its three vegetation type zones (b)

与流域内植被分布不均有明显的关系。沙柳河流域蒸散量较低(约450 mm)的区域位于下游三角洲地区和上游的沙柳河河源区，下游三角洲地区植被覆盖多为农田、裸地和稀疏的灌丛，并且人类活动较为频繁，上游河源区植被覆盖稀少，多为荒漠，因此，这两个地区的蒸散量相对较低。蒸散量较高(约500 mm)的区域为沙柳河流域中游地区，植被繁茂，蒸散量也相对较高。

由沙柳河流域蒸散量年际变化趋势可知(图6b)，蒸散量年际变化率在2.0~15.0 mm·a^{-1}，均大于0，说明在研究时段内蒸散量变化均为增加。将年际变化率按自然间断点分隔法划分并定义为4种等级：极少量增加(2.0≤$slope$＜4.0)、较轻微增加(4.0≤$slope$＜6.0)、较显著增加(6.0≤$slope$＜9.0)、极显著增加(9.0≤$slope$≤15.0)，得到沙柳河流域2000—2019年蒸散量年际线性变化趋势空间分布。青海湖沙柳河流域有8.9%的区域为蒸散量极少量增加，零星散布于沙柳河流域，以流域的上中游居多；有81.2%的区域为蒸散量较轻微增加，广泛分布在沙柳河流域全域，占据流域主体；有9.7%的区域为蒸散量较显著增加，主要分布于沙柳河流域下游三角洲地区，中游地区也有少量分布。蒸散量极显著增加的

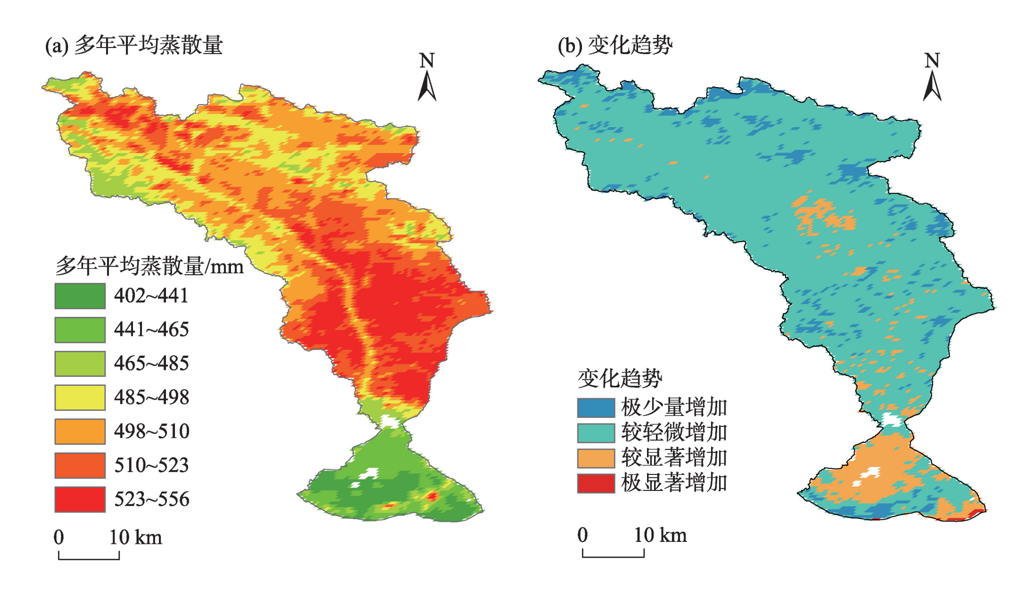


图6　青海湖沙柳河流域多年平均蒸散量(a)及其变化趋势(b)空间分布

Fig. 6　Spatial distribution of multi-year average evapotranspiration (a) and its trend (b) in the Shaliu River Basin of Qinghai Lake

区域仅占0.2%,分布于沙柳河流域下游三角洲的东南部。

2.4 水分盈亏量时空变化特征

水分盈亏量是表征地表干湿情况的一个重要指标,其综合考虑了降水和蒸散发的共同作用,能够比较直观地反映水量收支情况。从青海湖沙柳河流域2000—2019年水分盈亏量年际变化可知(图7),大部分年份为水分亏损年。由多年平均水分盈亏量的空间分布可以看出(图8),随着海拔升高,年均降水量和年均蒸散量的差值呈现出"中间大,两端小"的分布格局,流域内大多数区域在近20 a出现水分亏损,面积约占整个流域的88.9%,说明这些地区蒸散量达不到蒸发力的程度,即水分不够蒸发,主要分布在中游高山草甸带,高山草原带和高山寒漠带也有大量分布。水分收支平衡区域面积约占沙柳河流域的6.1%,零星分布于沙柳河流域的上游寒漠带和下游平原。水分盈余的区域面积仅占整个流域的4.9%,分布范围与水分收支平衡区域大致吻合。从整体上看,流域内水分盈亏量空间变化幅度较大。

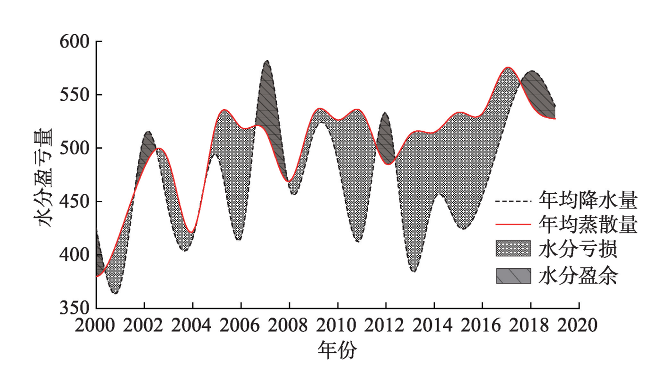


图7 青海湖沙柳河流域水分盈亏量年际变化

Fig. 7 Interannual variation of water surplus and deficit in the Shaliu River Basin of Qinghai Lake

2.5 不同植被类型带年均蒸散量变化特征

沙柳河流域高山寒漠带、高山草甸带、高山草原带分别位于研究区上游、中游和下游地区。3个带的多年平均蒸散量有轻微差异。从不同植被类型带的多年平均蒸散量来看,高山草甸带>高山寒漠带>高山草原带,最高和最低地带蒸散量相差43.4 mm。3个植被类型带的年均蒸散量年际变化和研究区总体年际变化基本一致,都呈现出显著增加趋势。3个植被类型带都是2017年年均蒸散量达到最高,分别为高山寒漠带564.4 mm、高山草甸带

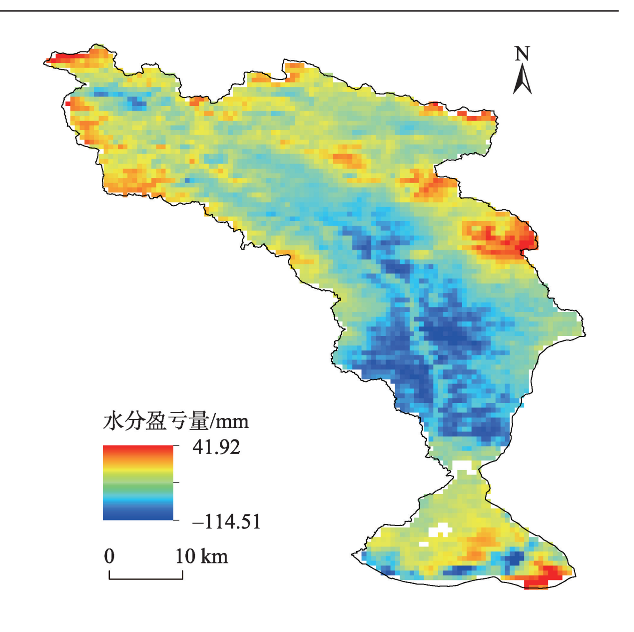


图8 青海湖沙柳河流域多年平均水分盈亏量空间分布

Fig. 8 Spatial distribution of multi-year average moisture gain/loss in the Shaliu River Basin of Qinghai Lake

598.8 mm和高山草原带561.4 mm。在2000年的年均蒸散量均最低,分别为高山寒漠带366.5 mm、高山草甸带400.8 mm以及高山草原带374.6 mm(图5b)。3个植被类型带的蒸散量年际变化率为:高山草原带>高山草甸带>高山寒漠带(表1)。由蒸散量的频度分布可知(图9),高山草原带蒸散量频度分布范围最广,约在420~540 mm,波峰不明显,约在455 mm处。高山草甸带蒸散量多数分布在520~550 mm,波峰较明显。高山寒漠带蒸散量分布范围比较集中,波峰明显,主要分布在500~520 mm。

2.6 蒸散量变化的影响因素

为了探究青海湖沙柳河流域蒸散发的影响因素,对年均蒸散量与各气象要素进行相关性分析。从青海湖沙柳河流域年均蒸散量与年均气温的关系分布可知(图10b),年均蒸散量与年均气温的相关系数为0.65,呈显著的正相关关系。这表明气温对流域蒸散量有较大影响。从年均蒸散量与年均气温相关性空间分布可知(图11a),年均蒸散量与年均气温呈极显著正相关的区域面积占流域总面积的比例最大,约为63.3%,主要分布在沙柳河流域的中游草甸带和上游寒漠带。年均蒸散量与年均气温呈显著正相关的区域面积占比约为24.9%,主要位于沙柳河流域的下游三角洲地区,在中上游地区也有零星分布。年均蒸散量与年均气温呈不显著正相关的区域面积占比约为11.8%,流域全域内

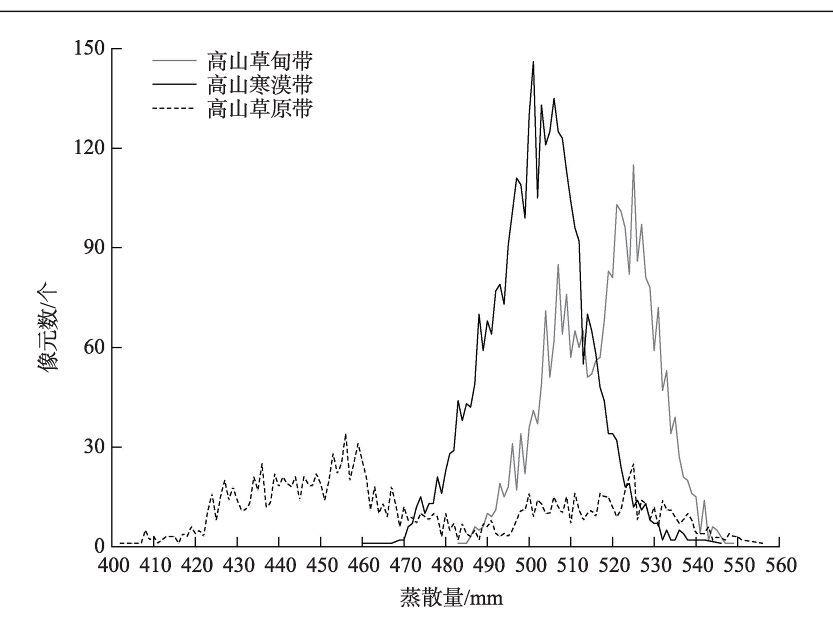


图9 青海湖沙柳河流域不同植被类型带蒸散量频度分布

Fig. 9 Frequency distribution of evapotranspiration in different vegetation type zones in the Shaliu River Basin of Qinghai Lake

表1 青海湖沙柳河流域不同植被类型带多年平均蒸散量及其年际变化率的值

Tab. 1 Values of multi-year average evapotranspiration and its interannual variation rate in different vegetation type zones in the Shaliu River Basin of Qinghai Lake

	高山草原带	高山草甸带	高山寒漠带
多年平均蒸散量/mm	474.1	517.5	501.9
蒸散量年际变化率/(mm·a^{-1})	6.1	5.6	5.1

均有零星散布。

从青海湖沙柳河流域年均蒸散量与年均降水量的关系分布可知(图10c),年均降水量与年均蒸散量的相关系数为0.45,呈显著正相关关系。由年均蒸散量与年均降水量相关性空间分布可知(图11b),年均降水量与年均蒸散量呈极显著正相关的区域主要位于沙柳河流域下游三角洲地区,面积占比最小,约为9.3%。年均降水量与年均蒸散量显著正相关的区域主要分布在沙柳河上游寒漠带,在中下游地区也有少量分布,面积占比为30.6%。年均降水量与年均蒸散量不显著正相关的区域占据流域主体,主要分布在沙柳河中游和上游地区,面积约占60.1%。

从青海湖沙柳河流域年均蒸散量与年均相对湿度的关系分布可知(图10d),年均蒸散量与年均相对湿度两者的相关系数为-0.12,呈不显著的负相关关系。由年均蒸散量与年均相对湿度的相关性空间分布可知(图11c),呈负相关的面积占流域大部分,占比约为76.6%,主要分布在沙柳河流域的上游和中游地区,呈正相关的区域面积仅占23.4%,分布在流域下游地区。

通过相关性分析可知,在所有影响因子中,年均气温和年均蒸散量的相关性最大,年均降水次之,年均相对湿度和年均蒸散量的相关性最小。气候变暖是影响蒸散发的根本动力,其直接促进了蒸散量的增加。

2.7 蒸散量变化的地形效应

坡度和坡向是影响蒸散发的重要因子,青海湖沙柳河流域坡度坡向变化较大。青海湖沙柳河流域坡度以缓坡为主,缓坡面积占流域面积的45.9%。如表2所示,沙柳河流域多年平均蒸散量在不同坡度上的差异不大,总体随着坡度的升高而呈现出不太明显的"增减增"趋势,蒸散量均在500 mm上下。其中,平坡的值最低,为493.0 mm,主要分布在沙柳河下游的河口三角洲地区、沙柳河干流沟谷以及流域上游的瓦颜山地区,这些地区植被长势一般,分布较为稀疏,多为农田、灌丛、裸地以及裸露的山头,可能导致蒸散量相对较低。其余几个坡度

(a) 年均蒸散量与年均气温、年均降水量、年均相对湿度相关性

	年均蒸散量	年均降水量	年均气温	年均相对湿度
年均蒸散量	年均蒸散量	0.46	0.65	−0.12
年均降水量	*	年均降水量	0.035	0.27
年均气温	**		年均气温	0.061
年均相对湿度				年均相对湿度

相关系数 1.0 0.5 0.0 −0.5 −1

(b) 年均蒸散量与年均气温散点图

y=95.27x+949.64, R^2=0.43**

年均蒸散量/mm；年均气温/℃

(c) 年均蒸散量与年均降水量散点图

y=0.36x+332.87, R^2=0.21*

年均蒸散量/mm；年均降水量/mm

(d) 年均蒸散量与年均相对湿度散点图

y= −2.38x+621.87, R^2=0.01

年均蒸散量/mm；年均相对湿度/%

注：*表示 P≤0.05， **表示 P≤0.01。

图10 青海湖沙柳河流域年均蒸散量与年均气温、年均降水量、年均相对湿度的相关性(a)和散点图(b~d)

Fig. 10 Correlation (a) and scatter plots (b-d) of annual average evapotranspiration with annual average temperature, annual average precipitation, and annual average relative humidity in the Shaliu River Basin of Qinghai Lake

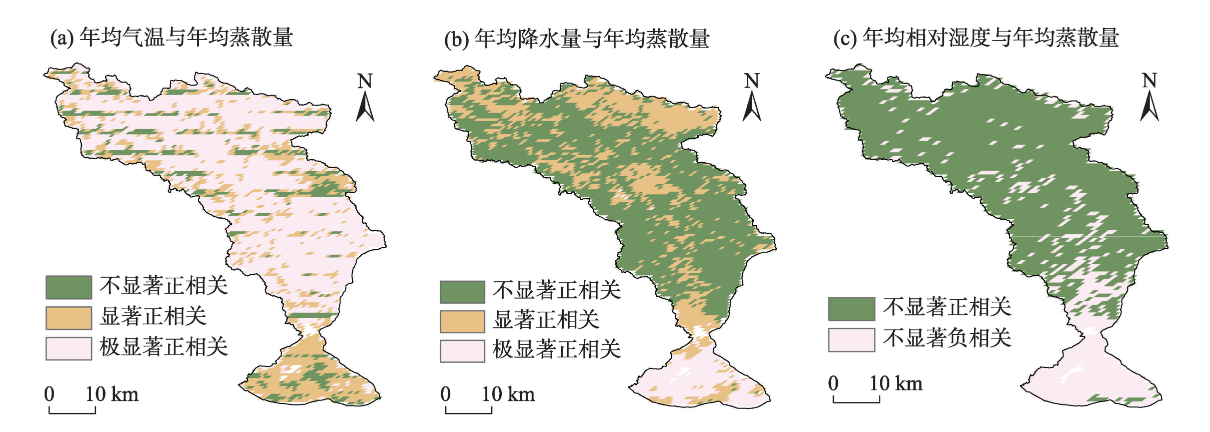


图11 青海湖沙柳河流域年均蒸散量与年均气温(a)、年均降水量(b)、年均相对湿度(c)的空间相关性

Fig. 11 Spatial correlation of annual mean evapotranspiration with annual mean temperature (a), annual mean precipitation (b), and annual mean relative humidity (c) in the Shaliu River Basin of Qinghai Lake

表2　青海湖沙柳河流域不同坡度多年平均蒸散量及其年际变化率的值

Tab. 2　Values of multi-year average evapotranspiration and its interannual variability at different slopes in the Shaliu River Basin of Qinghai Lake

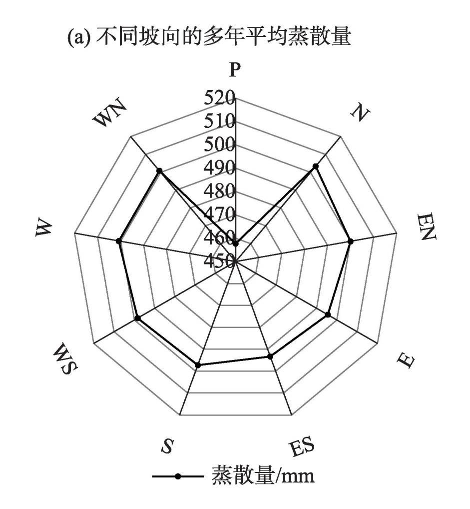
	平坡	缓坡	斜坡	陡坡	急坡	险坡
多年平均蒸散量/mm	493.0	509.8	508.5	505.9	511.0	510.5
蒸散量年际变化率/(mm·a^{-1})	5.7	5.3	5.3	5.1	5.4	5.0

蒸散量差异不大,可能的原因在于这几种坡度均分布在流域中上游地区的高山草甸带和高山寒漠带,蒸散量的变化较高山草原带平缓。不同坡度的蒸散量年际变化率差别不大,均在5 mm·a^{-1}左右,其中,平坡年际变化率最大,达到5.7 mm·a^{-1},险坡最小,为5.0 mm·a^{-1}。

不同坡向的蒸散量除平面蒸散量最小外,其余坡向的差异不大,均在500 mm上下,平面主要散布在沙柳河流域下游三角洲地区,该地区由于植被覆盖、人类活动等原因,蒸散量仅为457.7 mm(图12a)。除平面外的其他8个坡向的空间分布情况大致相同,即均匀地分布在整个流域范围内,从而平滑了蒸散量的变化,导致8个坡向之间的差异较平面小。从不同坡向的蒸散量年际变化率可知(图12b),平面年际变化率最大,达到6.6 mm·a^{-1},其余8个坡向年际变化率均在5.5 mm·a^{-1}上下。

2.8　蒸散量变化的海拔效应

青海湖沙柳河流域多年平均蒸散量、多年平均气温、多年平均降水量、多年平均相对湿度随海拔变化显示(图13a),随着海拔升高,蒸散量呈现出高山草原带迅速增加、高山草甸带缓慢下降、高山寒漠带趋于平缓的变化趋势。气温随海拔升高而逐渐下降。降水量随海拔升高而逐渐增大。相对湿度随着海拔梯度的升高,总体表现为先减后增的趋势。在3190~3500 m的高山草原带,由于降水量随海拔升高而迅速增加,植被覆盖程度也随之增加,植被覆盖的增加导致蒸腾作用的增加,但植被覆盖会遮挡地表并导致地表粗糙度增加,不利于土壤蒸发[31]。该海拔范围以植被蒸腾为主,植被生长旺盛、蒸腾作用强烈,因此,蒸散量也随海拔升高呈迅速增加趋势。气温在3250~3300 m达到最高值,原因是该海拔范围属刚察县县城所在地,人类建筑和农业活动较为密集,人类活动产生大量的热量,促进了热岛效应的产生;同时由于该海拔范围的区域植被覆盖少,地表裸露严重,经太阳照射以后升温加快,气温达到整个流域最高值。在3500~3800 m的高山草甸带,蒸散量达到最高值523.7 mm,平均气温随海拔升高而逐渐下降,导致蒸散量达到最高值后也随之缓慢减小。海拔在3800 m以上的高山寒漠带,蒸散发则受气温和降水共同驱动,植被覆



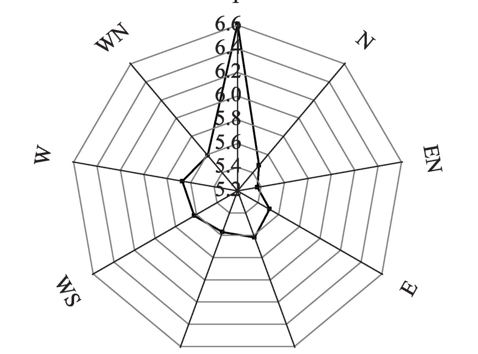
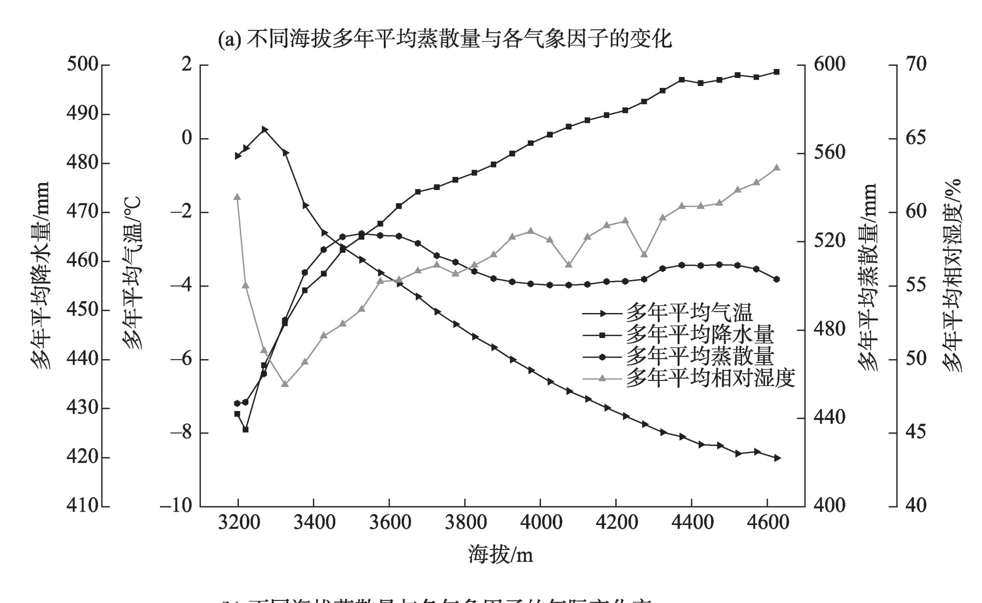


图12　青海湖沙柳河流域不同坡向多年平均蒸散量(a)及其年际变化率(b)的值

Fig. 12　Values of multi-year mean evapotranspiration (a) and its interannual variability (b) for different slope directions in the Shaliu River Basin of Qinghai Lake





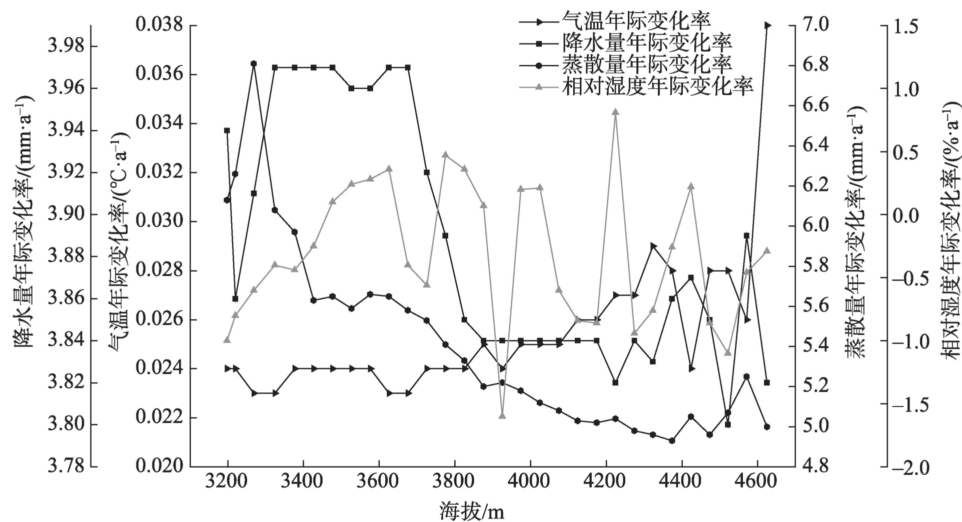


图13 青海湖沙柳河流域不同海拔高度多年平均蒸散量、多年平均气温、多年平均降水量、多年平均相对湿度(a)及其年际变化率(b)的值

Fig. 13 Values of multi-year average evapotranspiration, multi-year average temperature, multi-year average precipitation, multi-year average relative humidity (a) and their interannual variability (b) at different elevations in the Shaliu River Basin of Qinghai Lake

盖度低,地表裸露,蒸腾作用较弱,蒸散发则以土壤蒸发为主,气温也随海拔升高而下降,但是降水量和相对湿度随着海拔升高而增加,因此,在多种因素共同作用下蒸散量的变化随海拔升高而趋于平缓。从青海湖沙柳河流域不同海拔梯度的蒸散量、气温、降水量、相对湿度的年际变化率来看(图13b),蒸散量、降水量、相对湿度年际变化率随海拔升高而减小,气温年际变化率随海拔升高而上升,在高山寒漠带上升幅度最大。综上所述,青海湖沙柳河流域蒸散量随海拔升高呈上升趋势,蒸散量增幅主要集中在高山草原带,而高山草甸带和高山寒漠带增幅则相对较小。

3 讨 论

本研究基于MOD16遥感数据,结合DEM数据和气象数据,分析了2000—2019年青海湖沙柳河流域的蒸散发时空变化特征,讨论了气象因子和蒸散发的相关关系以及蒸散发的地形和海拔效应。青海湖沙柳河流域作为青藏高原重要的地理组成部分,对气候变化同样敏感,而青藏高原蒸散发的变化特征与沙柳河流域有何异同?本研究进一步与

青藏高原蒸散发相关研究成果作对比。本研究发现青海湖沙柳河流域近20 a气候的暖湿化导致流域蒸散量增加，这与马宁等[32]在青藏高原典型高寒生态系统蒸散发变化特征的研究结论一致。李艳君等[33]通过对青海湖流域蒸散发分析，发现青海湖流域年均蒸散量呈逐年增加趋势，与本研究结果相一致，而年均蒸散量低于本研究所得结果，这是因为沙柳河流域较青海湖流域而言，气温和降水量相对较高，植被覆盖相对茂盛，故蒸散量也略高于青海湖流域。田凤云等[17]利用GLEAM蒸散发资料对青藏高原蒸散发进行评估，发现青藏高原年平均蒸散量总体呈东南向西北递减的空间分布特征，而沙柳河流域处于青藏高原东北部，该研究所得沙柳河流域蒸散量也与本研究所得蒸散量大致相符。在蒸散发影响因素方面，本研究利用相关性分析，发现沙柳河流域蒸散量与气温的相关性高于降水，这与金晓媚等[34]对柴达木盆地的蒸散发影响因子研究中对气温和降水与蒸散量关系的研究结果相一致。

本研究发现流域内高山草甸带蒸散量最高，其次为高山寒漠带，高山草原带蒸散量最低。其主要原因是高山草甸带气候较为温暖湿润，相对湿度较大，水分条件较充足，植被生长茂盛，广泛分布着嵩草、金露梅等植被，是流域内植被覆盖程度最高的地带，蒸散发形式以植被蒸腾为主，在较高气温和较大降水量的共同作用下蒸散量因而在此地带达到流域最高。当下垫面比较干旱时，蒸散发会受到土壤含水量的影响，高山寒漠带土壤类型主要为寒漠土，土壤质地较粗、结构性好、孔隙较大、湿度较小，土壤透水性较好[25]。蒸散发在该区域受土壤水分的影响较大，蒸散形式以土壤蒸发为主，由于该区域土壤水分少，导致蒸散量也相应减少。高山草原带位于沙柳河流域南部的河道两侧和三角洲平原，由于这些地区为人类主要聚居地，人类活动较为密集，该区土地利用类型主要为公路、农田、牧场、稀疏的灌丛以及裸地，且沙柳河河道周围主要为裸岩、沙砾，不利于蒸散发过程，因此，高山草原带是沙柳河流域内蒸散量最低的地带。最终导致了高山草甸带＞高山寒漠带＞高山草原带的分布格局。

本研究采用的MOD16数据能够对青海湖沙柳河流域多年蒸散量进行监测，但由于大尺度陆面蒸散发过程比较复杂，且沙柳河流域内地面通量观测站点较少、观测时间较短，基于实测数据的研究仍较少，加之MODIS产品空间分辨率不够精细等原因，基于遥感数据的研究结果不可避免会存在一定偏差。且MOD16数据仅采用了年尺度，不可避免会忽略蒸散量的月和季度变化，因此，需要在今后研究中采用更精细的时间尺度进行研究。此外，本研究仅探讨了青海湖沙柳河流域气温、降水、相对湿度以及坡度坡向、海拔等和蒸散发的关系，然而蒸散发的影响因子除了以上所述之外，还受到植被覆盖度、日照强度、风速、人工灌溉等诸多因素的影响，并且不同研究区蒸散发的影响因素也不尽相同，故后续研究还需要进一步讨论其他因子对蒸散发的作用。

4 结 论

基于MOD16蒸散数据，分析了2000—2019年青海湖沙柳河流域蒸散发时空变化特征，探究了流域蒸散发与气象因子的相关关系及其地形和海拔效应。得出以下结论：

（1）青海湖沙柳河流域年均蒸散量随时间变化呈现出显著波动增加趋势。在空间上表现为“中间高，两端低”的分布格局。3个植被类型带年均蒸散量均逐年显著波动增加。

（2）从青海湖沙柳河流域年均蒸散量与各气象因子的相关性分析可以看出，年均气温和年均蒸散量的相关性最大，年均降水次之，年均相对湿度和年均蒸散量的相关性最小。流域气候变暖直接促进了蒸散量的增加，是影响蒸散量的根本动力。

（3）青海湖沙柳河流域蒸散量显现出一定的地形和海拔效应。蒸散量随着坡度的升高，表现为“增减增”趋势。蒸散量在不同坡向除平面的值最小外，其余坡向的差异较小。蒸散量随着海拔梯度的升高，呈现出在高山草原带迅速增加，至高山草甸带逐渐趋于平缓的趋势。

参考文献(References)：

[1] 李晴, 杨鹏年, 彭亮, 等. 基于MOD16数据的焉耆盆地蒸散量变化研究[J]. 干旱区研究, 2021, 38(2): 351−358. [Li Qing, Yang Pengnian, Peng Liang, et al. Study of the variation trend of evapotranspiration in the Yanqi Basin based on MOD16 data[J]. Arid Zone Research, 2021, 38(2): 351−358.]

[2] Lu X, Zang C, Burenina T. Study on the variation in evapotranspi-

ration in different period of the Genhe River Basin in China[J]. Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C, 2020, 120: 102902.

[3] Huntington T G. Evidence for intensification of the global water cycle: Review and synthesis[J]. Journal of Hydrology, 2006, 319(1-4): 83-95.

[4] Yu L, Josey S A, Bingham F M, et al. Intensification of the global water cycle and evidence from ocean salinity: A synthesis review [J]. Annals of the New York Academy of Sciences, 2020, 1472(1): 76-94.

[5] 史孟琦, 袁喆, 史晓亮, 等. 基于GLDAS-NOAH的长江流域蓝绿水资源时空变化特征[J]. 长江科学院院报, 2022, 39(10): 38-44, 53. [Shi Mengqi, Yuan Zhe, Shi Xiaoliang, et al. Spatial and temporal variation characteristics of blue and green water resources in the Yangtze River Basin based on GLDAS-NOAH[J]. Journal of Yangtze River Scientific Research Institute, 2022, 39(10): 38-44, 53.]

[6] 杨晓甜, 张建云, 鲍振鑫, 等. 黄淮海流域实际蒸散发时空演变规律分析[J]. 水利水运工程学报, 2022, 44(3): 12-22. [Yang Xiaotian, Zhang Jianyun, Bao Zhenxin, et al. Temporal and spatial distribution characteristics of evapotranspiration in the Huang-Huai-Hai River Basin[J]. Hydro-Science and Engineering, 2022, 44(3): 12-22.]

[7] 郭晓彤, 孟丹, 蒋博武, 等. 基于MODIS蒸散量数据的淮河流域蒸散发时空变化及影响因素分析[J]. 水文地质工程地质, 2021, 48(3): 45-52. [Guo Xiaotong, Meng Dan, Jiang Bowu, et al. Spatio-temporal change and influencing factors of evapotranspiration in the Huaihe River Basin based on MODIS evapotranspiration data[J]. Hydrogeology& Engineering Geology, 2021, 48(3): 45-52.]

[8] 梁红闪, 王丹, 郑江华. 伊犁河流域地表蒸散量时空特征分析[J]. 灌溉排水学报, 2020, 39(7): 100-110. [Liang Hongshan, Wang Dan, Zheng Jianghua. Temporal and spatial characteristics of surface evapotranspiration in the Ili River Basin[J]. Journal of Irrigation and Drainage, 2020, 39(7): 100-110.]

[9] 蒙雨, 但文红, 王焕. 基于MOD16的乌江流域地表蒸散发时空特征及影响因素[J]. 水土保持研究, 2020, 27(6): 139-145. [Meng Yu, Dan Wenhong, Wang Huan. Spatiotemporal characteristics of evapotranspiration and its affecting factors in Wujiang Basin based on MOD16[J]. Research of Soil and Water Conversation, 2020, 27(6): 139-145.]

[10] 褚荣浩, 李萌, 谢鹏飞, 等. 安徽省近20年地表蒸散和干旱变化特征及其影响因素分析[J]. 生态环境学报, 2021, 30(6): 1229-1239. [Chu Ronghao, Li Meng, Xie Pengfei, et al. Characteristics and influencing factors of surface evapotranspiration and drought in Anhui Province during recent 20 years[J]. Ecology and Environmental Sciences, 2021, 30(6): 1229-1239.]

[11] 温媛媛, 赵军, 王炎强, 等. 基于MOD16的山西省地表蒸散发时空变化特征分析[J]. 地理科学进展, 2020, 39(2): 255-264. [Wen Yuanyuan, Zhao Jun, Wang Yanqiang, et al. Spatiotemporal variation characteristics of surface evapotranspiration in Shanxi Province based on MOD16[J]. Progress in Geography, 2020, 39(2): 255-264.]

[12] 姚檀栋, 陈发虎, 崔鹏, 等. 从青藏高原到第三极和泛第三极[J]. 中国科学院院刊, 2017, 32(9): 924-931. [Yao Tandong, Chen Fahu, Cui Peng, et al. From Tibetan Plateau to Third Pole and Pan-Third Pole[J]. China Academic Journal Electronic Publishing House, 2017, 32(9): 924-931.]

[13] 陈德亮, 徐柏青, 姚檀栋, 等. 青藏高原环境变化科学评估: 过去, 现在与未来[J]. 科学通报, 2015, 60(32): 3025-3035, 1-2. [Chen Deliang, Xu Baiqing, Yao Tandong, et al. Assessment of past, present and future environmental changes on the Tibetan Plateau[J]. Chinese Science Bulletin, 2015, 60(32): 3025-3035, 1-2.]

[14] 姚檀栋, 朴世龙, 沈妙根, 等. 印度季风与西风相互作用在现代青藏高原产生连锁式环境效应[J]. 中国科学院院刊, 2017, 32(9): 976-984. [Yao Tandong, Piao Shilong, Shen Miaogen, et al. Chained impacts on modern environment of interaction between westerlies and Indian monsoon on Tibetan Plateau[J]. China Academic Journal Electronic Publishing House, 2017, 32(9): 976-984.]

[15] 李岳坦, 李小雁, 崔步礼, 等. 青海湖流域及周边地区蒸发皿蒸发量变化(1961—2007年)及趋势分析[J]. 湖泊科学, 2010, 22(4): 616-624. [LI Yuetan, Li Xiaoyan, Cui Buli, et al. Trend of pan evaporation and its impact factors over Lake Qinghai Basin from 1961 to 2007[J]. Lake Science, 2010, 22(4): 616-624.]

[16] Chen J L, Yang H, Lu M Q, et al. Estimation of monthly pan evaporation using support vector machine in Three Gorges Reservoir Area, China[J]. Theoretical and Applied Climatology, 2019, (4): 1-13.

[17] 田凤云, 吴成来, 张贺, 等. 基于CAS-ESM2的青藏高原蒸散发的模拟与预估[J]. 地球科学进展, 2021, 36(8): 797-809. [Tian Fengyun, Wu Chenglai, Zhang He, et al. Simulation and projection of evapotranspiration over the Tibetan Plateau based on CAS-ESM2[J]. Advances in Earth Science, 2021, 36(8): 797-809.]

[18] Gao Y, Zhao C, Ashiq M W, et al. Actual evapotranspiration of subalpine meadows in the Qilian Mountains, Northwest China[J]. Journal of Arid Land, 2019, 11(3): 371-384.

[19] 张耀宗, 张勃, 张多勇, 等. 1960—2018年黄土高原地区蒸发皿蒸发时空变化特征及影响因素[J]. 干旱区研究, 2022, 39(1): 1-9. [Zhang Yaozong, Zhang Bo, Zhang Duoyong, et al. Spatio temporal patterns of pan evaporation from 1960 to 2018 over the Loess Plateau: Changing properties and possible causes[J]. Arid Zone Research, 2022, 39(1): 1-9.]

[20] 汉光昭, 曹广超, 曹生奎, 等. 基于Shuttleworth-Wallace模型的小泊湖和沙柳河河源区湿地蒸散发模拟研究[J]. 湿地科学, 2019, 17(5): 519-526. [Han Guangzhao, Cao Guangchao, Cao Shengkui, et al. Simulation of evapotranspiration of Xiaopo Lake and Shaliu River Headwater Wetlands based on Shuttleworth-Wal-

lace Model[J]. Wetland Science, 2019, 17(5): 519-526.]

[21] 王志刚, 曹生奎, 曹广超, 等. 青海湖沙柳河河源区降水同位素云下二次蒸发效应[J]. 地球与环境, 2022, 50(1): 83-93. [Wang Zhigang, Cao Shengkui, Cao Guanchao, et al. Effects of secondary evaporation under clouds on the precipitation isotope in the Headwater Area of Shaliu River, Qinghai Lake[J]. Earth And Environment, 2022, 50(1): 83-93.]

[22] Cui B L, Li X Y. Runoff processes in the Qinghai Lake Basin, Northeast Qinghai-Tibet Plateau, China: Insights from stable isotope and hydrochemistry[J]. Quaternary International, 2015, 380-381(4): 123-132.

[23] 杨羽帆, 曹生奎, 冯起, 等. 青海湖沙柳河流域浅层地下水氢氧稳定同位素分布特征[J]. 中国沙漠, 2019, 39(5): 45-53. [Yang Yufan, Cao Shengkui, Feng Qi, et al. Spatial distribution characteristics of composition of stable hydrogen and oxygen isotopes of shallow groundwater in Shaliu River Basin of Qinghai Lake[J]. Journal of Desert Research, 2019, 39(5): 45-53.]

[24] An Z S, Colman S M, Zhou W J, et al. Interplay between the Westerlies and Asian monsoon recorded in Lake Qinghai sediments since 32 ka[J]. Scientific Reports, 2012, 2(8): 619.

[25] 雷义珍, 曹生奎, 曹广超, 等. 青海湖沙柳河流域不同时期地表水与地下水的相互作用[J]. 自然资源学报, 2020, 35(10): 2528-2538. [Lei Yizhen, Cao Shengkui, Cao Guangchao, et al. Study on surface water and groundwater interaction of Shaliu River Basin in Qinghai Lake in different periods[J]. Journal of Natural Resources, 2020, 35(10): 2528-2538.]

[26] 中华人民共和国生态环境部. 全国生态状况调查评估技术规范——草地生态系统野外观测(HJ1168-2021)[S]. 北京: 中国标准出版社, 2021. [Ministry of Ecology and Environment of the People's Republic of China. Technical Specification for Investigation and Assessment of National Ecological Status: Field Observation of Grassland Ecosystem (HJ1168-2021) [S]. Beijing: China Standards Press, 2021.]

[27] 黄葵, 卢毅敏, 魏征, 等. 土地利用和气候变化对海河流域蒸散发时空变化的影响[J]. 地球信息科学学报, 2019, 21(12): 1888-1902. [Huang Kui, Lu Yimin, Wei Zheng, et al. Effects of land use and climate change on spatiotemporal changes of evapotranspiration in Haihe River Basin[J]. Journal of Geo-information Science, 2019, 21(12): 1888-1902.]

[28] 刘燕, 刘友存, 陈明, 等. 基于Penman-Monteith的江南丘陵地区地表参考蒸散量和水分盈亏量特征分析[J]. 安徽农业大学学报, 2019, 46(4): 680-688. [Liu Yan, Liu Youcun, Chen Ming, et al. Analysis on the variation characteristics of surface water in the Jiangnan Hills based on the Penman-Monteith method[J]. Journal of Anhui Agricultural University, 2019, 46(4): 680-688.]

[29] 李净, 王丹. 3种不同遥感辐射产品的精度比较[J]. 气候与环境研究, 2018, 23(2): 252-258. [Li Jing, Wang Dan. A comparative study on three types of remote sensing solar radiation products[J]. Climatic and Environmental Research, 2018, 23(2): 252—258.]

[30] 王志刚, 曹生奎, 曹广超. 近15年来青海湖流域气温, 降水变化对植被物候驱动分析[J].水土保持研究, 2022, 29(1): 249-255. [Wang Zhigang, Cao Shengkui, Cao Guanchao. Changes in temperature and precipitation in Qinghai Lake Basin in the past 15 years have driven analysis of vegetation phenology[J]. Research of Soil and Water Conversation, 2022, 29(1): 249-255.]

[31] Zhang Y, Pea-arancibia J L, Mcvicar T R, et al. Multi-decadal trends in global terrestrial evapotranspiration and its components [J]. Scientific Reports, 2016, 6(1): 19124.

[32] 马宁. 近40年来青藏高原典型高寒草原和湿地蒸散发变化的对比分析[J]. 地球科学进展, 2021, 36(8), 836-848. [Ma Ning. Comparative analysis of evapotranspiration changes in typical alpine grasslands and wetlands on the Qinghai-Tibet Plateau in the past 40 years[J]. Advances In Earth Science, 2021, 36(8): 836-848.]

[33] 李艳君. 2010—2019年青海湖流域蒸散发及对气候变化的响应[J]. 佳木斯大学学报(自然科学版), 2022, 40(2): 116-118, 122. [LiYanjun. The evapotranspiration and its response to climate [J]. Journal of Jiamusi University (Natural Science Edition), 2022, 40(2): 116-118, 122.]

[34] 金晓媚, 郭任宏, 夏薇. 基于MODIS数据的柴达木盆地区域蒸散量的变化特征[J]. 水文地质工程地质, 2013, 40(6): 8-13. [Jin Xiaomei, Guo Renhong, Xia Wei. Variation of regional evapotranspiration of Qaidam Basin using MODIS data[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2013, 40(6): 8-13.]

Temporal and spatial changes of evapotranspiration in the Shaliu River Basin of Qinghai Lake

KANG Ligang[1,2], CAO Shengkui[1,2,3], CAO Guangchao[1,2,3], YANG Yufan[4], YAN Li[1,2], WANG Youcai[1,2]

(1. Qinghai Provincial Key Laboratory of Physical Geography and Environmental Processes, College of Geographical Sciences, Qinghai Normal University, Xining 810008, Qinghai, China; 2. Key Laboratory of Tibetan Plateau Land Surface Processes and Ecological Conservation, Ministry of Education, Qinghai Normal University, Xining 810008, Qinghai, China; 3. Academy of Plateau Science and Sustainability, People's Government of Qinghai Province & Beijing Normal University, Xining 810008, Qinghai, China; 4. School of Geography and Tourism, Shaanxi Normal University, Xi'an 710119, Shaanxi, China)

Abstract: Evapotranspiration (ET) is the total flux of water vapor transported by vegetation and the ground as a whole to the atmosphere. As an important part of energy balance and water cycle, ET affects the growth and development of plants and regulates climate by influencing atmospheric circulation. Using MODIS image data combined with digital elevation model data and meteorological data, this work applied ArcGIS spatial analysis and mathematical statistics to study the temporal and spatial characteristics of ET in the Shaliu River Basin of Qinghai Lake in the past 20 years from 2000 to 2019. The correlation between ET and meteorological factors such as air temperature, precipitation, and relative humidity and its topographic effect was also explored. Results show that: (1) the annual average ET in the Shaliu River Basin of Qinghai Lake is between 379.7 and 575.4 mm, and the average ET is 501.9 mm. The overall trend of fluctuation increases significantly with the number of years ($P<0.05$), and the linear slope is 5.9 mm·a^{-1}. (2) From a spatial perspective, the average ET in the Shaliu River Basin of Qinghai Lake has significant spatial differences and shows a distribution pattern of "high in the middle and low at both ends," that is, the ET in the source area and the downstream estuary delta area is lower than that in the middle reaches. The order is as follows: alpine meadow belt > alpine cold desert belt > alpine grassland belt. The areas with a relatively significant increase in ET are mainly distributed in the estuary delta area in the lower reaches of the basin, accounting for 9.7% of the basin area. Meanwhile, the areas with a relatively slight increase occupy the main body of the basin, accounting for 81.2%. (3) The annual ET is related to the annual average temperature, and the annual precipitation is significantly positively correlated with the annual average relative humidity. Warming is the fundamental driving force for the increase in ET. (4) The annual ET showed an "increase-decrease-increase" trend with the increase in the slope, but the overall difference between the slopes is not evident. Except for the smallest plane ET in different slope aspects, the differences in annual ET among the other slope aspects are small. The annual ET increases sharply at first and then gradually with the altitude. The above results show that in the past 20 years, the warming and humidification of the climate in the Shaliu River Basin of Qinghai Lake has led to an increase in ET. However, the band increase is small.

Keywords: MODIS; evapotranspiration; spatial and temporal variability; meteorology; topography; Qinghai Lake; Shaliu River Basin